

УДК 551.21 (234.9)

Н.В. Короновский¹, Л.И. Демина², М.Ю. Промылова³, М.С. Мышенкова⁴

ПРИЗНАКИ ГЛУБИННЫХ ВЗРЫВОВ ФЛЮИДОВ В ПРОДУКТАХ САМОСТОЯТЕЛЬНОГО ЦЕНТРА ИЗВЕРЖЕНИЯ БИТЮК-ТЮБЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИЭЛЬБРУСЬЕ)

В наиболее ранних продуктах извержения (флюидолитах) центра Битюк-Тюбе в Западном Приэльбрусье обнаружены четыре резко различающихся по кремнекислотности и соотношениям K_2O/Na_2O стекла, а также два стекла, близких к мономинеральным плагиоклазовому и кварцевому. Такой набор исходных расплавов — следствие глубинных взрывов флюидов.

Показано, что глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой — подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Ключевые слова: флюидолиты, глубинные взрывы, флюиды, вулканизм, пемза, коллизонная зона, Приэльбрусье.

In the earliest eruption products (flyuidolites) of Bityuk-Tube independent center in Western Prielbrusye there are found four glasses varying in silica and K_2O/Na_2O relations as well as two monomineral glasses: plagioclase and quartz. This composition of initial melts is the result of endogenous impaktogenesis.

It is shown that deep fluid explosions initiate substrate melting on one hand, and prepare and develop channels for later magma eruptions on the other hand.

Key words: fluidolites, deep explosions, fluids, volcanism, pumice, collision zone, Prielbrusye.

Введение. Глубинным взрывам флюидов в настоящее время придается большое значение при обсуждении генезиса флюидолитов — нового генетического типа эндогенных горных пород. Флюидолиты характеризуются специфическими структурами и текстурами, минеральным и химическим составом, геологическим строением тел, что позволяет отличить их от сходных осадочных и туфогенных пород [Петрографический кодекс, 2008]. В то же время они обнаруживают ряд признаков, сближающих их с продуктами импактогенеза.

К импактогенезу относятся преобразования горных пород под воздействием ударных волн, порожденных взрывами высокого энергетического уровня [Маракушев и др., 1993]. Выделяются два типа импактогенеза: космогенный, связанный с падением метеоритов, и эндогенный, обусловленный глубинными взрывами уплотненных флюидов. Согласно вышеупомянутым авторам, принципиальное отличие импактогенеза от эксплозивного вулканизма заключается в том, что эксплозивный вулканизм, даже в его крайних проявлениях, не приводит к образованию импактитов, главным признаком которых является наличие диаплектовых стекол, возникающих при

изохорном плавлении отдельных минералов за счет взрывного подъема температуры. При этом образуются расплавы разного химического состава, вплоть до близких к мономинеральным. В статье показано, что подобные признаки характерны для флюидолитов Западного Приэльбрусья — продуктов глубинных взрывов флюидов, предшествующих вулканизму. Наиболее ярко эта закономерность проявлена в продуктах самостоятельного центра извержения Битюк-Тюбе, расположенного в Западном Приэльбрусье.

Геологическое положение и состав продуктов извержения центра Битюк-Тюбе. Западнее вулкана Эльбрус в поле развития палеозойских гранитов и метаморфических сланцев, а также средне- и позднепалеозойских пород Передового хребта находится пять изолированных выходов флюидогенных и вулканических пород (рис. 1), образовавшихся из самостоятельных подводящих каналов. Разрезы продуктов извержения этих центров очень похожи — начинаются с продуктов выброса жидко-газово-твердой взвеси, образовавшей флюидолиты, и заканчиваются риолитовыми пемзами. Нами наиболее детально изучен центр извержения, расположенный на правом борту долины р. Битюк-Тюбе в ее среднем течении на

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, заведующий кафедрой динамической геологии, профессор; *e-mail:* koronovsky@dynamo.geol.msu.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, вед. науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* lidem06@rambler.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, науч. с., канд. геол.-минер. н.; *e-mail:* maru_promyslova@gmail.com

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, магистрант; *e-mail:* zfl2@rambler.ru

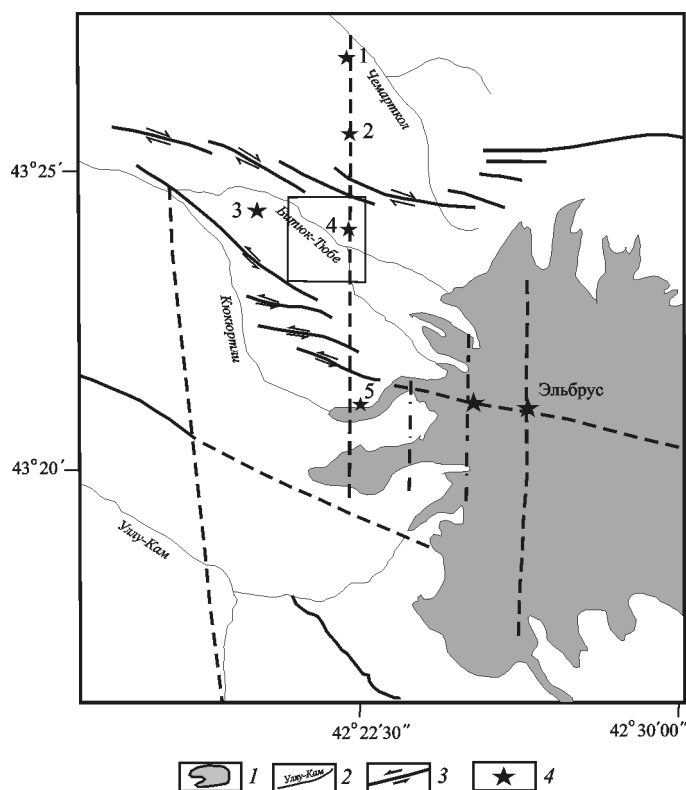


Рис. 1. Самостоятельные центры извержения в Западном Приэльбрусье, разрывные нарушения по [Короновский, 1968; Рогожин и др., 2005]: 1 — ледники, 2 — реки, 3 — разрывные нарушения и направления смещения по ним, 4 — самостоятельные центры извержения: 1 — Чемарткол; 2 — Чучкур; 3, 4 — Битюк-Тюбе; 5 — Кюкюртли. Прямоугольником выделен район детальных исследований

высоте 3000 м над уровнем моря (точка 4 на рис. 1). Продукты извержения слагают здесь тело длиной 1800 м и шириной 1600 м, частично перекрытое молодыми склоновыми отложениями (рис. 2). В их разрезе снизу вверх отчетливо выделяются четыре толщи: черные массивные флюидолиты, серые флюидолиты игнимбритового типа, красные полосчатые флюидолитолавы и пемзы. Черные и серые флюидолиты обнажаются в обоих бортах реки, в то время как полосчатые флюидолитолавы и пемзы приурочены непосредственно к центру извержения и распространены только на правом борту реки выше отметки 2900 м. На левом борту р. Битюк-Тюбе флюидолиты перекрыты вулканокластической толщей.

Микрозондовые исследования образцов горных пород выполнены в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ на базе растрового (скани-

Таблица 1

Химический и нормативный состав стекол из продуктов извержения центра Битюк-Тюбе

Состав	Номер по порядку														
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Номер образца	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	21/1a	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
SiO ₂	74,54	76,32	73,63	74,08	72,91	75,31	63,25	98,98	98,94	72,68	73,62	74,97	72,83	73,33	73,16
TiO ₂	0,16	0,25	0,19	0,15	0,18	—	—	—	—	0,19	0,22	0,18	0,17	0,21	0,23
Al ₂ O ₃	13,38	13,87	14,82	13,83	14,10	13,63	22,78	0,58	0,69	13,52	14,35	14,14	13,96	12,82	12,85
FeO	1,00	0,89	0,85	1,13	0,95	0,42	0,10	—	—	0,91	0,92	0,46	0,28	1,06	1,05
MgO	0,15	0,16	0,12	0,17	0,11	—	—	—	—	—	0,11	0,10	—	0,19	0,13
CaO	0,35	2,43	1,98	0,43	0,49	1,69	3,65	—	—	0,55	2,99	0,80	0,67	1,00	0,87
Na ₂ O	2,70	5,07	4,60	2,42	2,81	4,27	8,30	0,11	0,24	3,24	4,49	3,12	2,98	3,43	3,42
K ₂ O	7,10	0,77	2,82	7,70	6,74	1,73	1,45	—	—	5,76	0,53	5,68	5,80	4,49	4,46
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	0,17	0,17	—	0,14	—	—	0,12	—	—
Cl ₂ O	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,08	—	0,09	—	0,05	0,06
SO ₂	—	—	—	—	0,10	—	—	0,15	—	—	—	0,12	—	—	—
Сумма	99,37	99,75	99,01	99,93	98,39	97,05	99,70	99,84	99,87	97,07	97,23	99,66	96,81	96,57	96,24
Нормы CIPW															
Q	30,15	37,97	31,40	28,55	29,39	39,48	2,00	98,67	97,68	30,93	39,39	33,16	32,84	34,48	34,76
Cd	0,62	0,28	0,61	0,73	1,31	1,69	1,33	0,41	0,30	0,93	0,98	1,41	1,62	0,59	0,85
Ort	42,23	4,56	18,63	45,55	40,53	10,40	8,60	—	—	35,15	3,22	33,76	35,45	27,14	27,41
Ab	22,99	43,00	39,31	20,49	24,19	36,75	70,44	0,92	2,01	28,30	39,07	26,55	26,08	30,08	30,09
An	1,75	12,08	9,92	2,14	2,47	8,53	17,05	—	—	2,82	15,26	3,98	3,44	5,14	4,46
Hyp	1,96	1,62	1,56	2,25	1,75	3,16	0,18	—	—	1,40	1,65	0,78	0,24	2,15	1,95
Ilm	0,31	0,48	0,36	0,29	0,35	—	—	—	—	0,37	0,43	0,34	0,33	0,41	0,45
K ₂ O/Na ₂ O	2,63	0,15	0,61	5,58	2,40	0,40	0,17	—	—	1,78	0,12	1,82	1,94	1,31	1,30

Примечание. Здесь и далее химические анализы выполнены в лаборатории микроанализа кафедры петрологии геологического факультета МГУ, аналитик Е.В. Гусева: 1–9 — черные массивные флюидолиты; 10, 11 — серые флюидолиты игнимбритового типа; 12, 13 — флюидолитолавы; 14, 15 — пемзы; 1, 4, 5, 10 — светлые стекла; 2, 3, 6, 11 — темные стекла. Прочерк — не обнаружено.

рующего) электронного микроскопа «Jeol JSM-6480LV» с комбинированной системой рентгеноспектрального микроанализа, объединяющей энергодисперсионный «INCA-Energy 350» (окно ATW-2) и волновой дифракционный четырехкристальный спектрометр «INCA-Wave 500» (кристаллы LiF200, TAP, PET и LSM-80N).

Черные массивные флюидолиты сложены обломками розовато- и бледно-фиолетового кварца, биотита, плагиоклаза, микроклина, пироксенов, биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, гранитов, а также светлыми лепешковидными образованиями кварц-полевошпатового состава. Обломки часто оголованы, имеют округлую и овальную форму. Зерна кварца сильно раздроблены, похоже, что он взорван изнутри. Плагиоклаз разбит серией трещин, часто с образованием планарных структур. Чешуйки биотита сильно деформированы, имеют оборванные концы, содержат полосы смятия, при этом наблюдается смещение и изогнутость отдельных частей по спайности. Размеры обломков варьируют в широком диапазоне, обломки погружены в мелко- и микрообломочный матрикс аналогичного состава. Выделяются также участки с заметной флюидальностью, содержащие стекло и редкие мелкие фьямме шириной до 2000 мкм (рис. 3, а). Фьямме имеют довольно сложное зональное строение, при этом разные зоны сложены стеклами, существенно отличающимися по химическому составу. Стекла более светлого цвета (табл. 1, анализ 1) заметно обогащены калием ($K_2O/Na_2O=2,63$) и обеднены натрием и кальцием по сравнению с более темными стеклами (табл. 1, анализы 2, 3), где соотношение K_2O/Na_2O составляет всего 0,61–0,15.

Лепешковидные образования размером до 1–2 см сложены обломками незонального основного и среднего плагиоклаза со сглаженными краями (рис. 3, б). Редко встречаются крупные зерна с хорошо выраженными гранями кристаллов (рис. 3, в). Цемент представлен преимущественно светлым стеклом с редкими участками стекла темного цвета, которые заметно различаются по содержанию щелочей и кальция. Светлые стекла (табл. 1, анализы 4, 5) в отличие

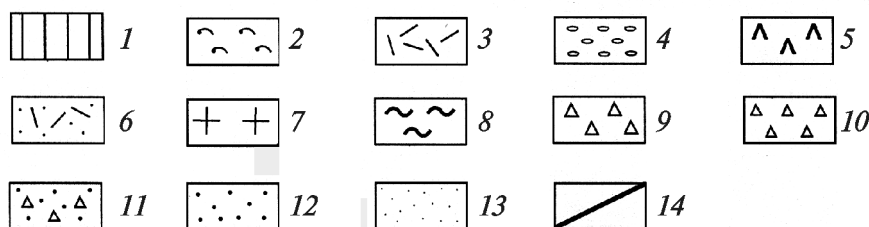
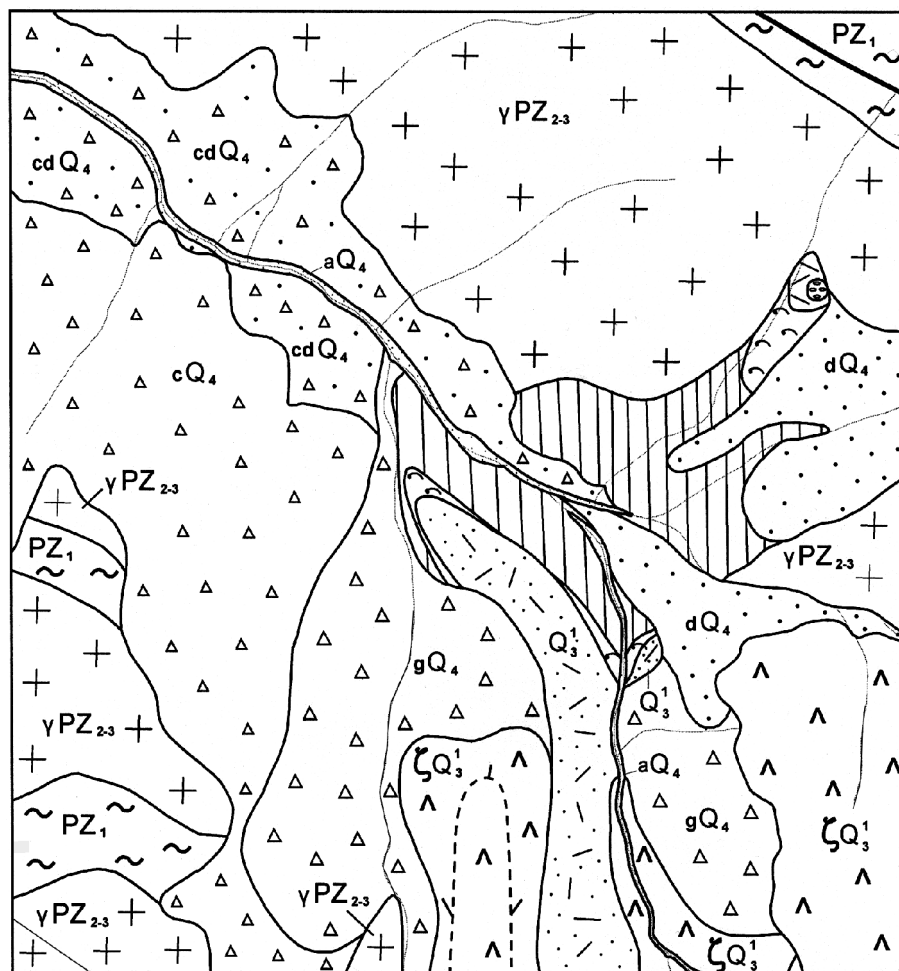


Рис. 2. Геологическое положение продуктов самостоятельного центра извержения Биток-Тюбе: 1 — черные массивные флюидолиты, 2 — серые флюидолиты игнимбрического типа, 3 — красные флюидолитовые лавы, 4 — пемзы, 5, 6 — вулканокластическая толща, 7 — граниты, 8 — мигматиты, 9 — ледниковые отложения, 10 — коллювиальные отложения, 11 — коллювиально-делювиальные отложения, 12 — делювиальные отложения, 13 — аллювиальные отложения, 14 — разрывные нарушения

от темных (табл. 1, анализ 6) содержат также титан и магний и обогащены железом. Девитрификация проявлена в образовании каплевидных микровыделений (до 5 мкм) калиевого полевого шпата в светлых и альбита в темных стеклах, интерстиции между которыми выполнены материалом кварцевого состава. На отдельных участках матрикса находятся скопления стеклянных шариков размером 30–50 мкм кварцевого и плагиоклазового состава. В крупных зернах плагиоклаза отчетливо проявлены следы плавления с образованием плагиоклазового стекла (табл. 1, анализ 7). В центральных частях расплавленных участков находится кварцевое стекло с заметной примесью натрия и алюминия (табл. 1, анализ 8). Выделения

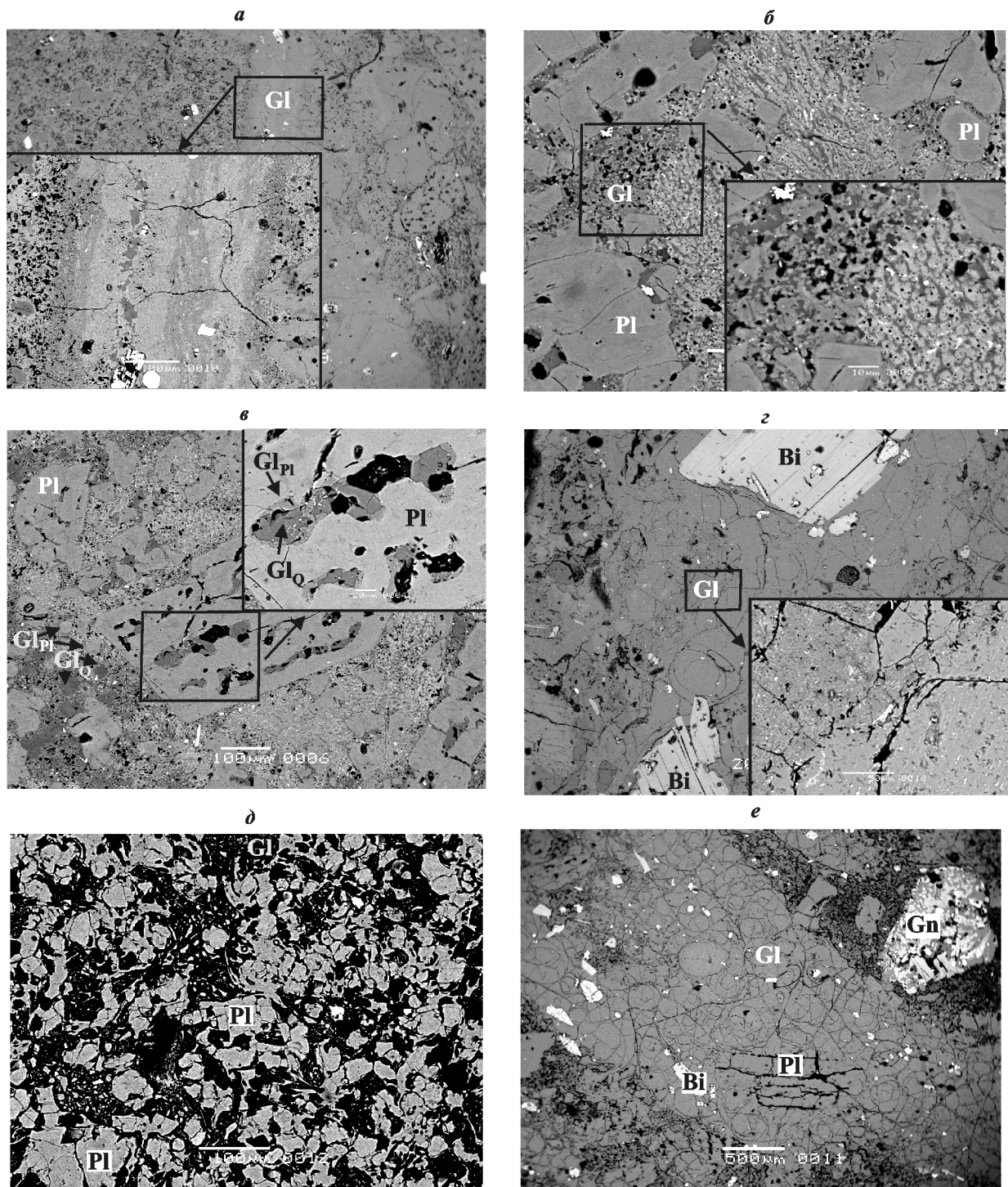


Рис. 3. Структуры продуктов извержения центра Битюк-Тюбе (а–е). Объяснения см. в тексте. Здесь и на рис. 7 изображения в отраженных электронах: Bi-биотит, Gl – стекло, Gn – гнейс, Нур – гиперстен, Pl – плагиоклаз, Q – кварц

кварцевого стекла в матриксе содержат еще более высокое количество этих элементов (табл. 1, анализ 9). Подобные стекла относятся к лешательеритам, широко распространенным в импактных как эндогенных, так и экзогенных образованиях. Отметим также, что лепешковидные образования весьма характерны для зювитов — туфоподобных обломочных пород ударного происхождения [Маракушев и др., 1993].

Черные массивные флюидолиты перекрыты серыми разностями, в которых текстура подчер-

кнута ориентированным расположением фьямме, количество и размеры которых заметно возрастают вверх по разрезу от 1–2 до 10–15%. Для отдельных участков фьямме характерна перлитовидная отдельность (рис. 3, з), они сложены стеклом с высоким содержанием щелочей, однако их соотношение не столь велико ($K_2O/Na_2O=1,78$), как у предыдущих пород (табл. 1, анализ 10). Вне фьямме и реже внутри них наряду со светлыми стеклами, состав которых близок к стеклу фьямме, развиты темные, резко обе-

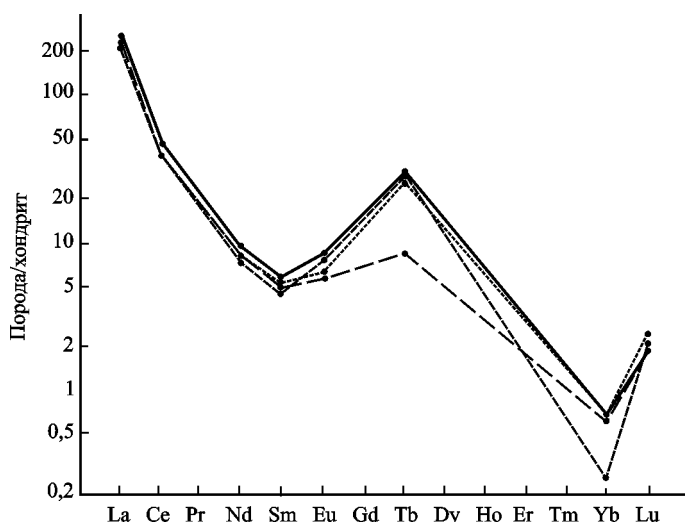


Рис. 4. Аномалии распределения редкоземельных элементов в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе, диаграмма построена по данным [Богатиков и др., 2002], хондрит — по [Sun, 1982]

дненные калием и обогащенные натрием и кальцием стекла (табл. 1, анализ 11). В участках светлого стекла хорошо видна микрополосчатость, обусловленная печочками мелкой рудной пыли.

Постепенно вверх по разрезу серые флюидолиты сменяются полосчатыми породами буровато-красного цвета, в которых резко возрастает количество стекла (до 50%) в матриксе (рис. 3, д), а тонкие черные стекловатые полосы сложены перлитами (рис. 3, е). Разница в химическом составе стекол заметна, но не столь существенна (табл. 1, анализы 12, 13), как для ранее описанных пород. Флюидолитолавы обладали повышенной вязкостью, поскольку их потоки распространялись не более чем на 150 м от центра извержения вниз по склону долины р. Битюк-Тюбе.

Разрез завершается риолитовыми пемзами, химический состав которых практически однороден (табл. 1, анализы 14, 15), они фактически фиксируют положение центра извержения.

Принадлежность первых двух толщ к флюидолитам основана не только на текстурно-структурных признаках, но и аномалиях химического состава (рис. 4), типичных для описанных ранее пород Северного Приэльбрусья [Короновский и др., 2011].

На TAS-диаграммах все стекла попадают в поле риолитов, кроме плагиоклазового, соответствующего по составу трахитам. Отметим, что одновременно сосуществуют стекла всего спектра щелочности — от нормальных до щелочных. Таким образом, в наиболее ранних продуктах извержения центра Битюк-Тюбе зафиксировано четыре резко различающихся по кремнекислотности и соотношению K_2O/Na_2O расплава (рис. 5), а также два расплава, близких к мономинеральным плагиоклазовому и кварцевому. Разнообразие расплавов сближает изученные породы с эндогенными импактитами, выделенными А.А. Маракушевым и др. [1993], и объясняется, вероятно, следствием взрывного изохорного плавления минера-

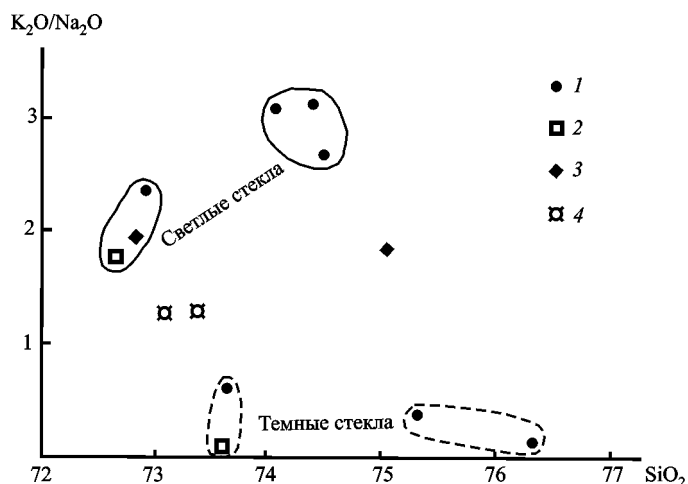


Рис. 5. Диаграмма $(K_2O/Na_2O)-SiO_2$ для стекол: 1 — черные массивные флюидолиты, 2 — серые флюидолиты игнимбритового типа, 3 — флюидолитолавы, 4 — пемзы

лов с относительно низкой акустической жесткостью, к которым относятся кварц и полевые шпаты [Фельдман, 1990]. На диаграмме нормативного состава (рис. 6) хорошо видно, что калиевые стекла флюидолитов расположены в поле импактитов. Темные и бедные калием стекла образуют обособленное поле.

Особенности химического состава минералов. Гиперстены, содержание которых не превышает 2–3%, разделяются на две группы. К первой относятся крупные (до 500 мкм), разбитые грубыми трещинками, часто измененные, имеющие пятнистое либо зональное строение зерна неправильной, часто причудливой формы (рис. 7, а–е). Темные пятна, а также центральные части отдельных зерен гиперстена характеризуются присутствием хрома, более высокой магнезиальностью ($X_{Mg}=0,70\pm 0,73$) и глиноземистостью (табл. 2, анализы 1, 4, 6) по сравнению с каймами и светлыми пятнами ($X_{Mg} = 0,57\pm 0,54$, табл. 2, анализы 2, 5, 8). Для сильнотрещиноватого гиперстена из

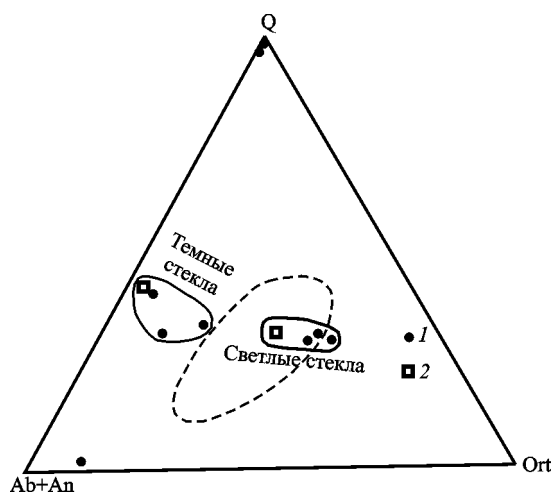


Рис. 6. Диаграмма нормативного состава стекол. Пунктиром показано поле импактитов, по [Маракушев и др., 1993]: 1 — черные массивные флюидолиты, 2 — серые флюидолиты игнимбритового типа

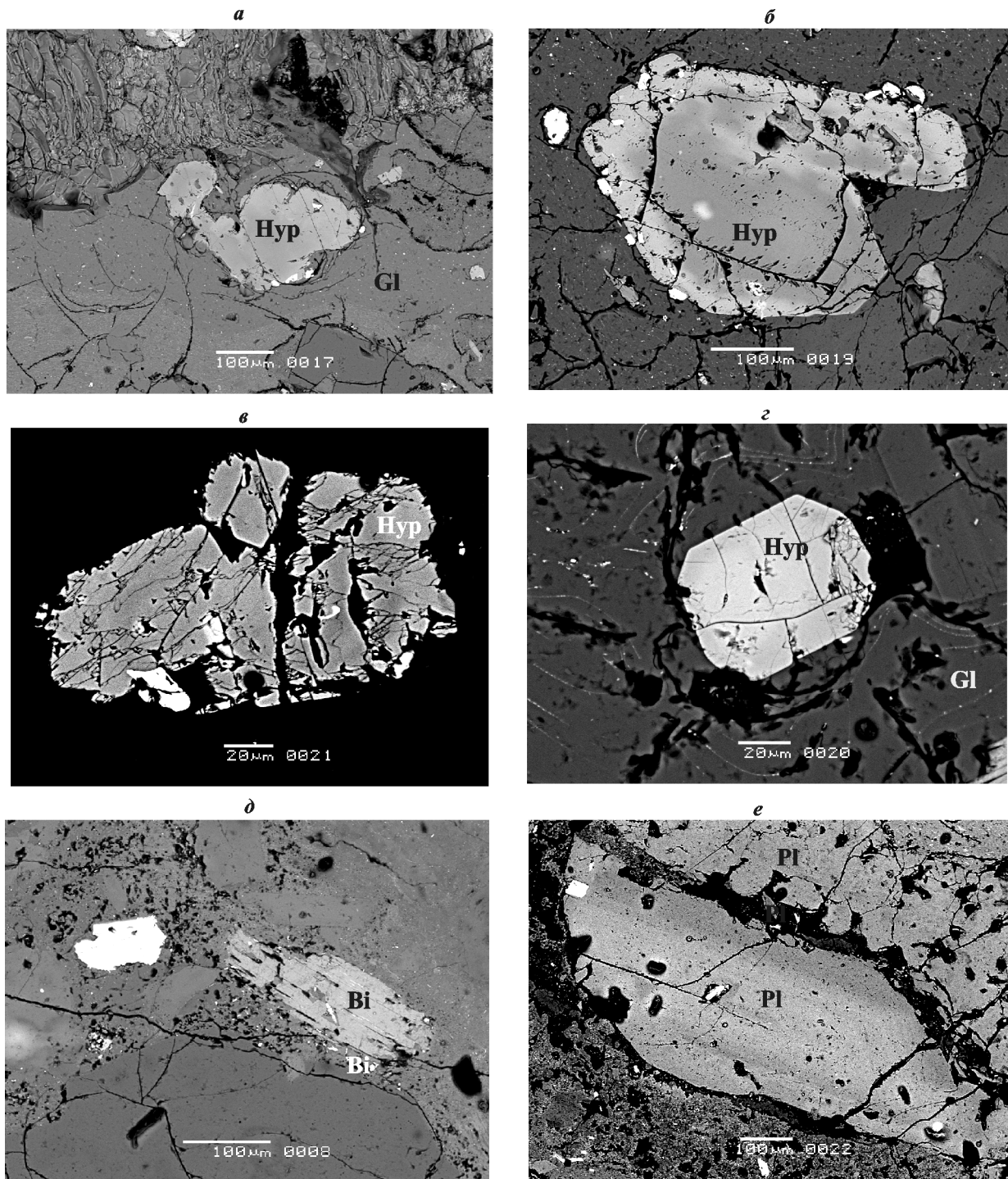


Рис. 7. Минералы из продуктов извержения центра Битюк-Тюбе. Объяснения см. в тексте

пемзы разница в магнезиальности и глиноземистости незначительна ($X_{Mg} = 0,59$ в центре и $0,54$ в тонкой кайме, табл. 2, анализы 10, 11). Подобные пироксены развиты во всех типах пород и встречаются как в матриксе, так и во фьямме.

Ко второй группе относятся мелкие (до 70 мкм) кристаллы правильной формы, развитые исключительно в стеклах фьямме и пемз (рис. 7, *з*). Зональность в них либо отсутствует, либо проявлена слабо, причем прямо противоположна тому, что наблюдается в гиперстенах первой группы: от центров кристал-

лов к их краям происходит незначительный рост магнезиальности от $0,55$ до $0,60$ (табл. 2, анализы 8, 9), а химический состав этой группы гиперстенов в целом близок к таковому у краевых частей минералов первой группы.

Очевидно, что генезис изученных гиперстенов резко различен. Минералы первой группы представляют собой обломки основных пород субстрата, которые впоследствии были перекристаллизованы по краям или трещинкам. Гиперстены второй группы, безусловно, имеют магматическое происхождение,

Таблица 2

Химический состав гиперстенов из продуктов извержения центра Битюк-Тюбе

Состав	Номер по порядку										
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Номер образца	21/1a центр	21/1a край	21/1a	11/1 центр	11/1 край	26/2 центр	26/2 край	26/2 центр	26/2 край	25/5 центр	25/5 край
SiO ₂	52,40	50,43	50,90	51,93	50,54	52,04	50,93	50,57	51,27	51,29	50,08
TiO ₂	0,13	0,10	0,18	0,24	0,10	0,29	0,10	0,10	0,21	0,16	0,12
Al ₂ O ₃	1,18	0,66	0,83	1,72	0,68	2,22	0,57	0,72	0,86	1,00	0,83
Cr ₂ O ₃	0,12	—	—	0,11	—	0,18	—	—	—	—	—
FeO	17,91	27,46	26,08	18,25	25,83	16,86	26,17	26,91	24,15	24,69	26,79
MnO	0,29	0,89	0,71	0,37	0,76	0,32	0,79	0,92	0,57	0,63	0,82
MgO	24,98	18,15	18,66	24,05	18,84	25,22	18,11	18,23	20,44	19,83	18,38
CaO	1,13	0,89	1,07	1,28	0,91	1,38	1,06	1,09	1,06	1,00	0,92
Na ₂ O	0,19	0,20	0,13	0,26	0,17	0,18	0,20	0,18	0,18	0,13	0,19
Сумма	98,32	98,79	98,56	98,20	97,82	98,69	97,91	98,72	98,74	98,75	98,14

Кристаллохимические формулы											
Si	1,95	1,96	1,97	1,94	1,97	1,92	1,99	1,97	1,96	1,97	1,96
Ti	—	—	0,01	0,01	—	—	—	—	0,01	—	—
Al	0,05	0,03	0,04	0,08	0,03	0,1	0,03	0,03	0,04	0,05	0,04
Fe	0,56	0,84	0,84	0,57	0,84	0,52	0,85	0,87	0,77	0,79	0,88
Mn	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0,01	0,03	0,03	0,02	0,02	0,03
Mg	1,39	1,05	1,08	1,34	1,09	1,39	1,05	1,06	1,18	1,13	1,07
Ca	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04
Na	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
X _{Mg}	0,71	0,54	0,56	0,7	0,57	0,73	0,55	0,55	0,6	0,59	0,55

Примечание. 1–3 — черные массивные флюидолиты; 4, 5 — серые флюидолиты игнимбритового типа; 6–9 — флюидолитолавы; 10–11 — пемзы. Здесь и далее X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe).

причем увеличение магнезиальности к краевым частям минералов соответствует общему для всего Эльбрусского вулканического района антидромному тренду магматизма.

Биотиты содержатся во всех типах пород в количестве до 5–7% и относятся к высокотитанистым разновидностям (TiO₂=4,52±4,95%). Среди них выделяются как мелкие (до 500 мкм), так и достаточно крупные (до 2–3 мм), часто деформированные с оторванными по спайности изогнутыми пластинами (рис. 3, з) или целиком изогнутые чешуйки, а также измененные разности с оборванными краями (рис. 7, д). Биотиты из черных флюидолитов резко отличаются от минералов других пород повышенной магнезиальностью (X_{Mg}=0,64±0,67) и значительным содержанием фтора (табл. 3, анализы 1, 2), который отсутствует в биотитах других продуктов извержения. Подчеркнем, что химический состав биотитов, приуроченных к фьямме, и биотитов, находящихся в обломочном матриксе, практически одинаков. Подобные высокофтористые безводные биотиты обычны в глубокометаморфизованных гнейсах гранулитовой фации.

В серых флюидолитах мелкие чешуйки биотита из фьямме и крупные деформированные с оторванными и изогнутыми частями биотиты из обломочного матрикса имеют одинаковый состав (табл. 3, анализы

3, 4). В то же время во фьямме недеформированный таблитчатый биотит (размеры до 500 мкм) отличается от предыдущих пониженными магнезиальностью и глиноземистостью (табл. 3, анализ 5).

В красных флюидолитолавах изученные биотиты представляют собой, несомненно, ксеногенные образования, поскольку химический состав отдельных, в том числе мелких, чешуек, расположенных в стеклах, и биотита из обломка гнейса практически одинаков (табл. 3, анализы 6, 7, рис. 3, е).

В пемзах присутствуют изогнутые чешуйки биотитов, химический состав которых аналогичен составу биотитов из серых флюидолитов и красных флюидолитолав (табл. 3, анализ 8). В то же время мелкий биотит, включенный в кислый плагиоклаз (табл. 3, анализ 9), характеризуется наиболее низкой магнезиальностью (X_{Mg}=0,44) и по составу близок к недеформированным биотитам из фьямме серых флюидолитов.

Таким образом, генезис большинства биотитов не связан с магматическим процессом, они представляют собой обломки, часто сильнодеформированные и измененные, метаморфических пород. Другая незначительная часть мелких включений в кислых плагиоклазах и отдельных свежих недеформированных табличек в стеклах кристаллизовалась из расплава.

Таблица 3

Таблица 4

Химический состав биотитов из продуктов извержения центра Битюк-Тюбе

Состав	Номер по порядку								
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Номер образца	21/1a	21/1a	11/1	11/1	11/1	26/2	26/2	25/5	25/5
SiO ₂	36,49	36,42	35,81	36,31	35,60	35,51	36,34	36,73	35,30
TiO ₂	4,95	4,75	4,93	4,73	4,52	4,83	4,72	4,73	4,65
Al ₂ O ₃	14,71	13,90	14,41	14,00	13,57	14,15	14,21	13,99	14,00
FeO	13,56	14,85	17,61	17,43	20,76	17,18	17,35	17,10	22,12
MnO	—	0,15	0,16	—	0,19	0,15	—	0,10	0,28
MgO	15,48	14,72	12,71	13,01	10,77	12,61	12,97	13,33	9,69
BaO	—	0,52	—	—	0,77	—	—	—	—
Na ₂ O	0,71	0,87	0,69	0,72	0,63	0,76	0,58	0,70	0,70
K ₂ O	8,87	8,69	8,67	8,74	8,73	8,63	8,83	8,64	8,46
F ₂ O	3,01	3,53	—	—	—	—	—	—	—
Cl ₂ O	0,06	0,09	0,13	0,14	0,12	0,10	0,16	0,07	0,13
SO ₂	—	0,12	—	—	—	0,19	—	—	0,20
Сумма	97,82	98,62	95,12	95,08	95,67	94,12	95,17	95,39	95,53
Кристаллохимические формулы									
Si	2,73	2,75	2,73	2,76	2,76	2,73	2,76	2,77	2,74
Ti	0,28	0,28	0,28	0,27	0,26	0,28	0,27	0,27	0,27
Al	1,30	1,24	1,29	1,25	1,24	1,28	1,27	1,24	1,28
Fe	0,85	0,94	1,12	1,11	1,35	1,11	1,1	1,08	1,44
Mn	—	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—	0,01	0,02
Mg	1,72	1,66	1,44	1,47	1,25	1,45	1,47	1,5	1,12
Na	0,10	0,13	0,1	0,11	0,1	0,11	0,09	0,1	0,11
K	0,85	0,84	0,84	0,85	0,86	0,85	0,85	0,83	0,84
X _{Mg}	0,67	0,64	0,56	0,57	0,48	0,57	0,57	0,58	0,44

Примечание. 1, 2 — черные массивные флюидолиты; 3–5 — серые флюидолиты игнимбритового типа; 6 — обломок гнейса; 7 — флюидолитолавы; 8, 9 — пемзы.

Плагиоклазы, количество которых варьирует в широких пределах, резко отличаются по основности. В черных флюидолитах развиты практически незональные лабрадоры и андезины, в которых лишь в тонкой краевой кайме основность незначительно понижается с 46 до 42% An (табл. 4, анализы 1, 2). В серых флюидолитах крупные (до 2–3 мм) обломки кристаллов лабрадора (55% An) разбиты грубыми трещинками, вдоль которых происходит перекристаллизация с понижением основности плагиоклаза до 34% An (табл. 4, анализы 3, 4, рис. 7, e). В матрице красных флюидолитолавы незональные обломки плагиоклаза (42% An) относятся к андезинам (табл. 4, анализ 5), а для стекла характерны более кислые (35% An) разности (табл. 4, анализ 6). В пемзах развиты кислые олигоклазы (28% An). Обломочный характер большинства плагиоклазов указывает на их ксеногенную природу. В то же время в стеклах красных флюидолитолавы и пемзах встречаются мелкие и средние кристаллики зонального строения, причем количество тонких зон разного состава составляет один-два десятка. Подобные плагиоклазы, несомненно, кристаллизовались из расплава.

Химический состав плагиоклазов из продуктов извержения центра Битюк-Тюбе

Состав	Номер по порядку						
	1	2	3	4	5	6	7
Номер образца	21/1a центр	21/1a край	11/1 центр	11/1 край	26/2	26/2	25/5
SiO ₂	56,94	58,24	54,10	59,83	57,49	59,76	60,93
Al ₂ O ₃	27,09	26,47	28,77	24,82	26,18	25,01	23,80
FeO	0,34	0,40	0,24	—	0,29	0,19	—
CaO	9,43	8,29	11,02	6,63	8,35	6,77	5,61
Na ₂ O	6,01	6,51	5,11	7,25	6,20	7,20	7,75
K ₂ O	0,40	0,54	0,30	0,73	0,59	0,74	0,82
Сумма	100,22	100,44	99,54	99,26	99,11	99,68	98,90
Кристаллохимические формулы							
Si	2,56	2,60	2,46	2,69	2,60	2,68	2,74
Al	1,43	1,39	1,54	1,31	1,40	1,32	1,26
Fe	0,01	0,01	0,01	—	0,01	0,01	—
Ca	0,45	0,40	0,54	0,32	0,40	0,33	0,27
Na	0,52	0,56	0,45	0,63	0,54	0,62	0,68
K	0,02	0,03	0,02	0,04	0,03	0,04	0,05
An, %	46,00	42,00	55,00	34,00	43,00	35,00	28,00

Примечание. 1, 2 — черные массивные флюидолиты; 3, 4 — серые флюидолиты игнимбритового типа; 5, 6 — флюидолитолавы; 7 — пемзы.

Закключение. Для объяснения особенностей химизма коллизионных вулканитов и эволюции неоген-четвертичного магматизма Кавказского сектора Альпийского складчатого пояса была предложена модель с ведущей ролью окисления глубинных трансмагматических флюидов [Короновский, Демина, 1996]. Окисление основных компонентов флюида (H₂, CH₄, CO) происходит со значительным выделением тепла, а сами реакции носят взрывной характер. Концентрация флюидов и пути их миграции связаны с ослабленными зонами разрывных нарушений в земной коре. Самостоятельные центры извержения в Западном Приэльбрусье как раз и приурочены к такой зоне (рис. 1). Восточнее меридиана Эльбруса средняя высота вершин Главного Кавказского хребта приближается к 5 км, а западнее резко снижается на километр и более, что обусловлено системой флексур и разрывов, которые хорошо прослеживаются в Западном Приэльбрусье и на самом вулкане. В этом же районе установлены многочисленные палеосейсмодислокации [Рогожин и др., 2005]. Система меридиональных разломов и флексур подчеркнута асимметричной формой Эльбруса: крутым, ступенчатым и узким западным склоном и пологим широким восточным, а также меридиональными речными долинами в Западном Приэльбрусье.

Полученные данные позволяют по-новому взглянуть на процессы зарождения магм в коллизионных обстановках. С одной стороны, в пределах нижней и средней коры коллизионных зон благодаря метаморфическим преобразованиям и гранитизации

генерируются расплавы, близкие к гранитной эвтектике. С другой стороны — в результате взрывов глубинных флюидов образуются импактные расплавы с широким спектром состава, в том числе близкие к мономинеральным.

Согласно И.А. Гейману [1978], при давлении выше 10^5 кг/см², зафиксированном во время камуфлетных, в том числе ядерных, взрывов в земной коре, в кристаллических горных породах изменяется структура, происходят полиморфные и фазовые превращения, а также частичное плавление. Работа взрыва имеет бризантный (измельчающий) характер, что приводит к разрушению среды. Она наиболее эффективна при наличии заметных дефектов в горных породах — пор, каверн, микро- и макротрещин. Отметим, что повышенная трещиноватость горных пород как раз характерна для зон разрывных нарушений, т.е. бризантный фронт камуфлетных глубинных взрывов флюидов будет направлен по ним к поверхности в сторону уменьшающегося литостатического давления.

Дробление пород субстрата способствует интенсивному плавлению и образованию магм более однородного состава, что и наблюдается в продуктах извержения центра Битюк-Тюбе при переходе от флюидолитов к флюидолитолавам и пемзам. Первые порции извержений представляли собой жидкогазово-твердые взвеси, в которых собственно магматический материал составлял всего лишь несколько процентов, и, по сути, это не магматические породы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богатиков О.А., Гурбанов А.Г., Газеев В.М. Активный вулкан Эльбрус и этапы его геологической истории // Катастрофические процессы и их влияние на природную среду. Т. 1. Вулканизм. М.: Региональная общественная организация ученых по проблемам прикладной геофизики, 2002. С. 291–320.

Гейман Л.М. Взрыв: история, практика, перспективы. М.: Наука, 1978. 182 с.

Короновский Н.В. Геологическое строение и история развития вулкана Эльбрус // Оледенение Эльбруса. М.: Наука, 1968. С. 15–72.

Короновский Н.В., Демина Л.И. Модель коллизионного вулканизма Кавказского сегмента Альпийского пояса // Докл. РАН. 1996. Т. 350, № 4. С. 519–522.

Короновский Н.В., Демина Л.И., Мышенкова М.С. Флюидолиты Северного Приэльбрусья // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2011. № 1. С. 8–14.

Короновский Н.В., Милановский Е.Е. Верхнечетвертичные эксплозивные центры в Дарьяльском ущелье Терка

Эти взвеси благодаря высокой флюидонасыщенности истекали из центра извержения с большой скоростью и заполняли пониженные участки рельефа, в данном случае молодую троговую долину р. Битюк-Тюбе. В дальнейшем при прогрессирующем плавлении субстрата количество газово-твердой составляющей в продуктах извержения понижалась, а доля расплава, напротив, постепенно возрастала, увеличивалась их вязкость, а скорость течения замедлялась, наконец извержения завершались наиболее вязкими магматическими расплавами, образовавшими пемзы, которые фактически остались на месте извержения, так как не способны к течению.

Таким образом, глубинные взрывы флюидов инициируют, с одной стороны, плавление субстрата, а с другой — подготавливают и разрабатывают каналы, по которым впоследствии извергается магматический материал.

Сказанное выше относится не только к самостоятельным центрам извержения Западного Приэльбрусья, а имеет более широкое значение для коллизионной зоны Кавказа в целом. Флюидоэксплозивные образования выявлены нами ранее в Северном Приэльбрусье [Короновский и др., 2011], в Дарьяльском ущелье долины р. Терек [Короновский, Милановский, 1961], установлены также в ассоциации с малыми интрузиями в районе Кавказских Минеральных Вод (горы Бык, Шелудивая).

(Центральный Кавказ) // Докл. АН СССР, 1961. Т. 142, № 3. С. 690–691.

Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феноменов А.Д. и др. Импактогенез и вулканизм // Петрология. 1993. Т. 1, № 6. С. 571–595.

Петрографический кодекс. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008.

Рогожин Е.А., Гурбанов А.Г., Мараханов А.В. и др. О соотношении проявлений вулканизма и землетрясений на Северном Кавказе в голоцене // Физика Земли. 2005. № 3. С. 33–46.

Фельдман В.И. Петрология импактитов. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1990. 299 с.

Sun S.S. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. Vol. 46. P. 179–192.

Поступила в редакцию
25.10.2012